

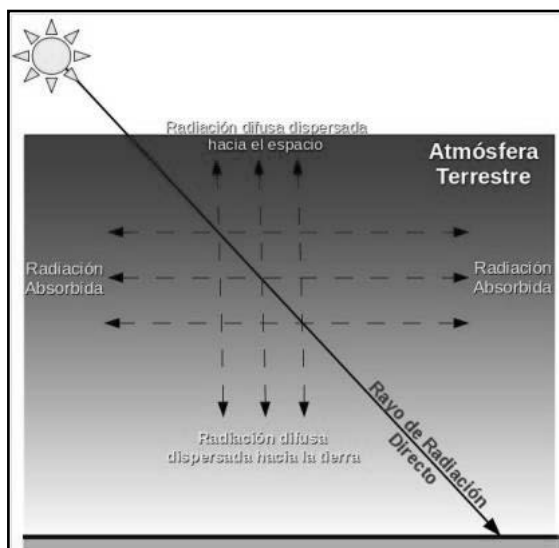
Modelo para calibrar piranómetros con la referencia mundial de radiación solar, utilizando un piranómetro con banda de sombra

EDISSON PAGUATIAN TUTISTAR*

Resumen

El presente artículo hace referencia al trabajo desarrollado en torno a la calibración de instrumentos radiométricos, utilizando los datos climatológicos de radiación solar difusa, humedad relativa, punto de rocío, temperatura, ozono estratosférico, presión atmosférica local y constante solar, para días despejados seleccionados en la ciudad de Bogotá, mediante la metodología desarrollada de un modelo matemático que permita la calibración de radiómetros sensibles a la radiación absoluta (piranómetro); esto, midiendo la radiación difusa a través de un piranómetro acondicionado con una banda de sombra y confrontándolo con los valores calculados por medio del modelo analítico. Como resultado, se obtuvo un modelo de correlación de ajuste que puede ser utilizado cuando se realice la calibración del instrumento.

Palabras clave: radiación solar difusa, ecuación de transferencia de energía en su paso por la atmósfera, Ley de Lambert-Beer, modelo analítico.



(*) M. Sc. Desarrollo Sostenible y Medio Ambiente. Director del grupo de investigación en Energía Solar para el desarrollo de Tecnologías Limpias - Gestel, Fundación Universitaria los Libertadores, Bogotá, Colombia. Correo electrónico: ehpaguatian@libertadores.edu.co.

Fecha de recepción: 04/12/2014 • Fecha de aceptación: 02/02/2015.

Abstract

This article concerns the work done in the calibration of radiometric instruments using climatological data, such as diffuse solar radiation, relative humidity, dew point, temperature, stratospheric ozone, local atmospheric pressure and solar constant in selected clear days, in the city of Bogota, using the methodology developed of a mathematical model to calibrate radiometers sensitive to absolute radiation (pyranometer) measuring diffuse radiation with a pyranometer conditioned with a shade band and comparing it with respect to the calculated values by the analytical model. As a result, an adjustment correlation model was obtained which can be used in instrument calibration.

Keywords: diffuse solar radiation, energy transfer equation in its passage through the atmosphere, Lambert-Beer law.

1. Introducción

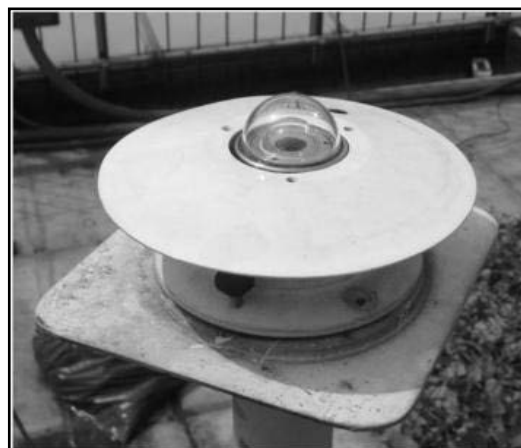
La energía en forma de radiación que recibimos por parte del sol en el planeta tierra, puede ser considerada en tres componentes: directa, difusa y global. La radiación directa es aquella que en su recorrido desde el sol hasta la superficie terrestre presenta una trayectoria lineal y sin que haya cambiado su ángulo de dirección durante su paso por la atmósfera. Por el contrario, la radiación difusa es aquella que presenta cambios en su ángulo de dirección, por los choques continuos con los constituyentes atmosféricos; motivo por el cual, los rayos son difundidos en todas direcciones y finalmente llegan a una superficie horizontal en la tierra. La suma de estas dos componentes, es decir, la radiación solar directa y la radiación solar difusa, es lo que se conoce como radiación solar global (ver Figura 3). La radiación difusa es censada utilizando el piranómetro, registrando la radiación proveniente del ambiente (exceptuando la radiación directa). Esto se logra por medio de un disco de sombra, el cual impide que el instrumento reciba la radiación directa proveniente del sol (Figura 1). Para poder medir la radiación solar directa se emplea el pirheliómetro, instrumento capaz de censar la energía térmica del rayo de radiación directo y convertirla en energía eléctrica.

Figura 1. Piranómetro con disco de sombra



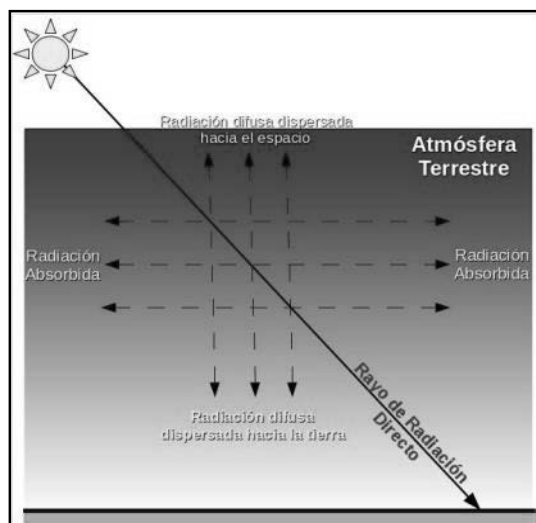
Fuente: elaboración propia.

Figura 2. Piranómetro



Fuente: elaboración propia.

Figura 3. Distribución de la radiación solar directa, difusa y absorbida



Fuente: elaboración propia.

La radiación solar se ve afectada en su paso por la atmósfera terrestre, a causa de los diferentes agentes gaseosos diseminados en la atmósfera. Entre los gases atmosféricos se encuentran el nitrógeno (N) con un 78,084 %, el oxígeno di-atómico (O₂) con un 20,946 %, el argón (Ar) con 0,934 % y vapor de agua (H₂O) con un 1 %, como los de mayor proporción. También existen otros gases, en cantidades tan pequeñas, que se requiere referir su concentración por PPM (Partes Por Millón); esto quiere decir que, por cada millón de partes en la atmósfera, una pertenece al gas de referencia. El ozono (O₃) es un buen ejemplo, con una concentración de 1 a 4 PPM, dependiendo la altura en que se encuentre. Otros gases son el dióxido de carbono (CO₂), neón (Ne), helio (He), criptón (Kr) e hidrógeno (H) (El Espectador, 2011). Además de estos agentes “naturales”, se debe considerar la influencia que ocasionan agentes “artificiales”, como los aerosoles generados por la actividad del hombre, más aún cuando el presente estudio se realiza en una ciudad capital como Bogotá, donde estudios han demostrado que la atmósfera presenta gran concentración de los gases antes mencionados. Según declaraciones del ingeniero Ovidio Simbaqueva:

La turbiedad se mide con una escala de valores que está entre 0 y 04. Cuando la atmósfera es limpia registra 01 o 02 como máximo, una atmósfera turbia es 03; y más de 03 es una

atmósfera muy turbia; es decir con mucha carga de aerosoles. La atmósfera sobre Bogotá es muy turbia, según lo que hemos medido (Burroughs, Crowder, Robertson, Vallier-Talbot & Whitaker, 1998).

Es de considerar, por tanto, la variación que el rayo solar proveniente del espacio soporta en la atmósfera. Básicamente, esta depende del tamaño de la partícula con la cual interactúe. Para determinar el grado de dispersión y/o la atenuación del rayo de radiación solar, se utilizarán modelos generados para cada uno de los agentes que afectan considerablemente la radiación, como lo es el contenido estratosférico de ozono, la cantidad de vapor de agua y la cantidad de agentes aerosoles. Se tendrá en cuenta la posición del planeta tierra en su órbita alrededor del sol, pues, como es sabido, esta corresponde a una figura elipsoidal y la distancia tierra-sol durante el año no es la misma.

2. Parametrización del modelo

La radiación difusa puede ser trabajada descomponiéndola en tres factores, como explica Iqbal (1983), como parte del modelo C:

$$\dot{I}_d \quad (1)$$

Donde \dot{I}_{dr} es la irradiancia difusa de banda ancha en la superficie, debido a la dispersión de Rayleigh, que alcanza la superficie después de haber pasado la atmósfera por vez primera; \dot{I}_{da} es la irradiancia difusa de banda ancha en la superficie, como resultado de la dispersión provocada por los aerosoles, y la cual alcanza la superficie después de haber pasado la atmósfera por vez primera; finalmente, \dot{I}_{dm} es la irradiancia difusa de banda ancha en la superficie, debido a las múltiples reflexiones entre la superficie de la tierra y su atmósfera.

Iqbal (1983) expone los cálculos para dichas componentes, de la siguiente forma:

$$\dot{I}_{dr} = \frac{0.79 \dot{I}_{sc} \cos \theta_z \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} 0.5 (1 - \tau_r)}{(1 - m_a + m_a^{1.02})} \quad (2)$$

$$\dot{I}_{da} = \frac{0.79 \dot{I}_{sc} \cos \theta_z \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} F_c (1 - \tau_{as})}{(1 - m_a + m_a^{1.02})} \quad (3)$$

$$\dot{I}_{dm} = \frac{(\dot{I}_n \cos \theta_z + \dot{I}_{dr} + \dot{I}_{da}) \rho_g \rho_a'}{(1 - \rho_g \rho_a')} \quad (4)$$

El valor de I_{sc} (Constante Solar) es de 1361 W/m², con un error máximo de ± 0.5 W/m², según datos de la NASA (2011).

$$\tau_o = 1 - a_o \quad (5)$$

Donde a_o es la absorción de radiación directa por parte del ozono, estimada como sigue:

$$a_o = [0.161 U_3 (1 + 139.48 U_3)^{0.3035} + 0.002715 U_3 (1 + 0.044 U_3 + 0.0003 U_3^2)^{-1}] \quad (6)$$

Donde U_3 es el espesor óptico para ozono, calculado de la siguiente forma:

$$U_3 = \left(\frac{\Omega}{1000} \right) m_r \quad (7)$$

Siendo Ω la columna vertical de ozono en Unidades Dobson (UD) (NASA/GSFC, 2011).

Para conocer m_r , masa de aire óptica relativa a presión estándar:

$$M_r = [\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z) - 1.253] - 1 \quad (8)$$

Con un ángulo zenital de θ_z , calculado como se presenta a continuación:

$$\cos \theta_z = \sin(\delta) \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\omega) \quad (9)$$

δ es la declinación solar por medio de la serie de Spencer (1971), determinado como se presenta a continuación:

$$\begin{aligned} \delta = & 0.006918 - 0.399912 \cos a_{orb} \\ & + 0.070257 \sin a_{orb} \\ & - 0.006758 \cos 2 a_{orb} \\ & + 0.000907 \sin 2 a_{orb} \\ & - 0.00269 \cos 3 a_{orb} \\ & + 0.00148 \sin 3 a_{orb} \end{aligned} \quad (10)$$

Siendo a_{orb} la posición angular de la tierra en su órbita alrededor del sol:

$$a_{orb} = \frac{2\pi(nd-1)}{365} \quad (11)$$

El día juliano está representado por nd .

La transmitancia derivada de los gases uniformemente mezclados τ_g , está dada por:

$$\tau_g = \exp(-0.0127 m_a^{0.26}) \quad (12)$$

Para conocer m_a , masa de aire óptica relativa a presión estándar:

$$m_a = m_r(p/1013.25) \quad (13)$$

Siendo p la presión atmosférica local.

La transmitancia debida al vapor de agua τ_w , se calcula como a continuación se refiere:

$$\tau_w = 1 - a_w \quad (14)$$

Siendo a_w para la absorbencia, como consecuencia del vapor de agua:

$$a_w = 2.4959 U_1 [(1.0 + 79.034 U_1)^{0.6828} + 6.385 U_1]^{-1} \quad (15)$$

Donde U_1 es el espesor total óptico para el vapor de agua corregido por presión, calculado como:

$$U_1 = w m_r \quad (16)$$

Transmitancia debida a aerosoles, según Mächler (1983):

$$\tau_a = (0.12445a - 0.0162) + (1.003 - 0.125a) * \exp[-\beta m_a(1.089a + 0.5123)] \quad (17)$$

Donde α es el coeficiente para el tamaño de las partículas de aerosol y β es el coeficiente de turbiedad (según Ångström). El valor de α puede tomar valores entre 0 y 4 (Mächler, 1983), pero, como sugiere Ångström, se tomará 1.3. Ahora, el valor de β se calcula de acuerdo con Bosca (Molineaux, Ineichen & Delaunay, 1971), como sigue:

$$\beta = \frac{1}{m_a D} \ln \left(\frac{C}{A-B} \right) \quad (18)$$

Con:

$$A = I_n / (0.975 E_0 I_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w) \quad (19)$$

$$B = 0.12445a - 0.0162 \quad (20)$$

$$C = 1.003 - 0.125a \quad (21)$$

$$D = 1.089a + 0.5123 \quad (22)$$

E_0 corresponde al factor de corrección de excentricidad, puesto que, como se sabe, las órbitas planetarias alrededor del sol son elípticas, y la irradiación solar dependerá de la posición de la tierra en dicha órbita. Spencer (1971) establece para este factor la siguiente ecuación:

$$E_0 = 1.00011 + 0.034221 \cos a_{orb} + 0.00128 \sin a_{orb} + 0.000719 \cos 2 a_{orb} + 0.000077 \sin a_{orb} \quad (23)$$

Transmitancia debida al aerosol después de efectos de absorción:

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_0)(1 - m_a + m_a^{1.06}) \quad (24)$$

$$(1 - \tau_a)$$

Finalmente, la transmitancia como resultado de la dispersión de Rayleigh τ_r :

$$\tau_r = \exp[-0.0903 m_a^{0.84} (1.0 + m_a - m_a^{1.01})] \quad (25)$$

Ahora bien, se desarrollará τ_a (3), en donde se hace necesario conocer τ_{as} (transmitancia debida a aerosol después de efectos de dispersión):

$$\tau_{as} = \tau_a / \tau_{aa} \quad (26)$$

El valor de F_c es de 0.84, según recomienda Iqbal (1983).

Por último, se desarrolla I_{dm} , (3), calculando ρ_g y ρ_a , albedo terrestre y albedo para cielo despejado, respectivamente. Para ρ_g , el valor será 0.2 –según Scharmer y Greif (2000), y Aran (2008)–, en el cual se listan los valores típicos y más representativos para una ciudad como Bogotá. El valor de ρ_a se define gracias a:

$$\rho_a' = 0.0685 + 0.17(1 - \tau_{as}) \quad (27)$$

3. Datos

Las mediciones fueron realizadas en la terraza de la Universidad Los Libertadores, sede Santander, ubicada en la ciudad de Bogotá D. C., cuya localización corresponde a la latitud 4°39'36.6" Norte, longitud 74°03'56.8" Occidente, a una altura de 2600 metros sobre el nivel del mar. Las mediciones fueron realizadas en días despejados (31 de enero, 2, 3 y 4 de febrero), en horas de la mañana. Los

instrumentos utilizados fueron: GPS Garmin Etrex Vista ® (precisión 2 metros) para las coordenadas geográficas, la altura y la presión atmosférica local. Piranómetro PSP 35136 F3, de EPPLEY Labs ®. Los datos se recibieron en un microvoltímetro digital, con resolución de 0.001 mV, debidamente calibrado, marca FLUKE® serie 287/289.

Las medidas de humedad relativa y temperatura fueron obtenidas mediante un dispositivo 4 en 1 (Anemometer-Humidity-Lightmeter-Thermometer), marca LT Lutron® (serie LM-8000), con su debido certificado de calibración. Las herramientas de medición pueden observarse en la Figura 2.

Los demás datos fueron extraídos de las referencias bibliográficas o bases de datos disponibles, y para los cuales se indica –uno a uno– sus respectivas fuentes.

Figura 4. Instrumentos de medición



Fuente: elaboración propia.

4. Resultados y discusión

A través de la parametrización anteriormente mostrada, se crea, mediante la hoja de cálculo Excel® (Anexo I), una macro que permite generar el cálculo de radiación difusa, y en donde los valores de entrada son únicamente el día juliano (nd), la hora (HH:MM), temperatura ambiente (°C), presión atmosférica (milibares), humedad relativa (%), punto de rocío (°C) y ozono estratosférico (UD).

De esta manera, se pone a prueba el modelo, a fin de realizar los ajustes necesarios con respecto a los datos censados.

Las Gráficas 1 y 2 mostrarán los valores en (W/m^2) para los valores de radiación medidos y calculados contra la hora del día.

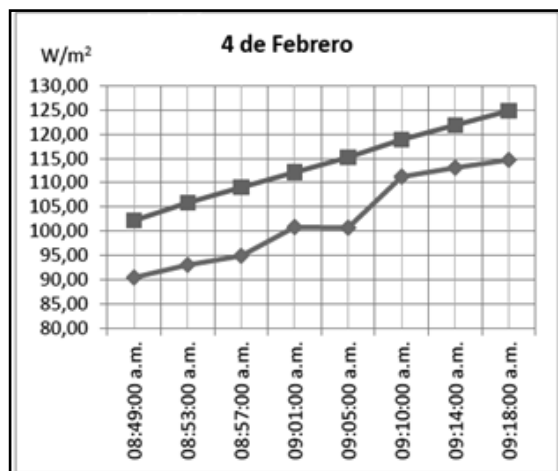
A continuación se presenta la información obtenida:

Gráfico 1. Radiación difusa medida (azul) y calculada (roja)



Fuente: elaboración propia.

Gráfico 2. Radiación difusa medida (azul) y calculada (roja)

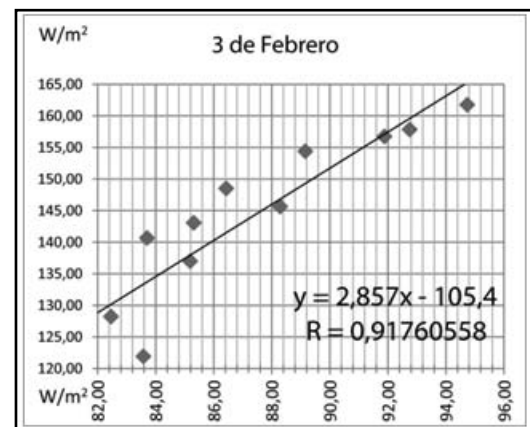


Fuente: elaboración propia.

La correlación entre los datos calculados mediante la hoja de cálculo, con respecto a los datos medidos, es positiva, y con una relación fuerte, siendo de 0.76 y 0.96, para los días 2, 3 y 4 de febrero, respectivamente. Por tanto, es posible determinar un modelo matemático que se ajuste aún de mejor manera a las mediciones realizadas. Para esto realizaremos ajustes por regresión lineal, con el fin de encontrar la ecuación que más se ciña a la realidad.

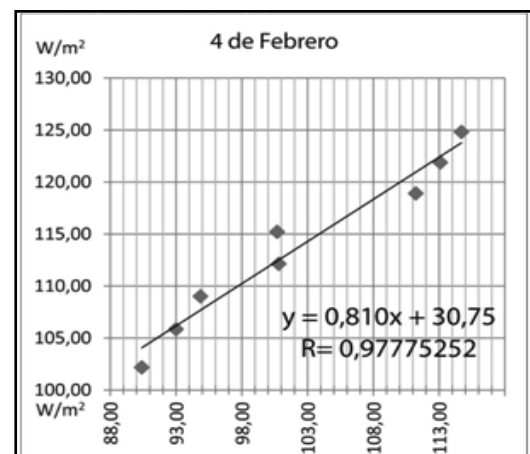
De este modo, podemos encontrar una ecuación que finalice el modelo matemático, y a partir de la cual se puedan elaborar las calibraciones. Las Gráficas 3 y 4 muestran la dispersión de los pares ordenados, correspondientes a los valores de radiación medidos y calculados.

Gráfico 3. Dispersión radiación difusa medida (azul) y calculada (roja)



Fuente: elaboración propia.

Gráfico 4. Dispersión radiación difusa medida (azul) y calculada (roja)



Fuente: elaboración propia.

La regresión lineal para el día 3 de febrero arroja la ecuación:

$$y=2.857x-105.4 \quad (28)$$

Con un coeficiente de correlación R de 0.91760558.

Para el día 4 de febrero, la ecuación es la siguiente:

$$y=0.810x+30.75 \quad (29)$$

Con un coeficiente de correlación de 0.97775252. Esto nos indica la fiabilidad del ajuste realizado en los dos días, y de la precisión misma del modelo.

5. Conclusiones

El trabajo permitió generar un modelo de correlación por ajuste lineal, basado en una hoja de cálculo de Excel, que permite calcular la radiación difusa sin medirla de forma instantánea, utilizando los valores medidos y los valores calculados para establecer un modelo de correspondencia.

Este modelo tendrá su utilidad en el momento de hacer calibración de piranómetros, pues se pueden contrastar los valores que se midan con los que el modelo arroje.

Si bien el modelo demostró obtener una gran fiabilidad, cabe aclarar que su utilidad se ve reducida a calibrar piranómetros en la Sabana de Bogotá, toda vez que las condiciones atmosféricas de la capital colombiana en donde se desarrollaron las mediciones, son particulares de esta región (contaminación, inversión térmica, vientos, entre otros).

Referencias

Aran, J. (2008). Modelo de análisis especial para la evaluación de la capacidad de acogida del territorio en la ubicación de centrales fotovoltaicas conectadas a red. Granada: Universidad de Granada. Granada.

Burroughs, W., Crowder, B., Robertson, T., Vallier-Talbot, E. & Whitaker, R. (1998). Observar el Tiempo. En Entender el tiempo II. Barcelona, España: Editorial Planeta.

El Espectador. (16 de diciembre, 2009). La mayor Concentración atmosférica en Bogotá se registra en el Norte. Recuperado el 10 de agosto de 2011, de <http://www.elespectador.com/noticias/bogota/articulo177674-mayor-contaminacion-atmosferica-bogota-se-registra-el-norte>.

Iqbal, M. (1983). An introduction to solar radiation. New York: Academic Press.

Mächler, M. A. (1983). Parameterization of solar irradiation under clear skies. M. A. Sc. Thesis. Universidad de Columbia Británica, Vancouver, Canadá.

Molineaux, B., Ineichen, P. & Delaunay, J. (1995). Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity. Improving model performance. Solar Energy LV, 125 - 137.

NASA - Earth Observatory. (s. f.). Solar Radiation and climate experiment (SORCE). Total Irradiance Monitor (TIM). Recuperado el 10 de febrero de 2011, de http://lasp.colorado.edu/sorce/total_solar_irradiance_plots/sorce_tsi_plot.html.

NASA/GSFC - Ozone Processing Team. (s. f.). Total Ozone Mapping Spectrometer. Recuperado el 10 de febrero de 2011, de http://toms.gsfc.nasa.gov/teacher/ozone_overhead.html.

Scharmer, K. & Greif, J. (eds). (2000). The European Solar Radiation Atlas. vol. 2. Paris: Database and Exploitation Software (es Presses de l'École des Mines).

Spencer, J. W. (1971). Fourier Series Representation of the Position of the Sun. Search, 2, 5, 172.